

ラジオゾンデ集中観測による 中部成層圏の慣性重力波の研究

舘野聡、佐藤薫

東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻

1. はじめに

大気重力波は大気の至るところに存在し、その運動量を鉛直に輸送する能力により大気大循環の形成に重要な役割を担っていることは広く知られている。山岳、積雲対流、シア不安定等、様々な重力波の発生源が知られているが、特に最近自発的調節過程と呼ばれるジェットや前線からの重力波放射が注目されている。これは大規模場が流れの非線形性などにより自発的に平衡状態からずれ、それが再び平衡状態に戻る際に重力波が放射される過程である。数値実験（例えば、O'Sullivan and Dunkerton, 1995）や観測（例えば、Guest et al., 2000）によってこのメカニズムで発生する重力波は現在精力的に研究が行われているものの、重力波の特性、強度やメカニズムなど、未解明の点も多い。

Sato (1994) は、信楽にある MU レーダーで観測された下部成層圏の重力波について統計解析を行った。この研究では観測された重力波の起源が、冬季（10～5月）は中緯度ジェットもしくは山岳、夏季（6月～9月）にはより低緯度にあると示している。しかし、MU レーダーの観測可能高度域は、成層圏では高度 22km 以下に限られる。そこで本研究では、Sato (1994) の発展として、信楽にてラジオゾンデ集中観測を行い、MU レーダーでは観測できない、高度 22km 以上で観測された 2 つの重力波に注目して解析した。具体的には、ホドグラフ解析によってそれらの重力波の波長や位相速度などを、レイトレーシング解析によって発生源及び発生メカニズムを推定した。

2. 観測の概要

2006 年 5 月 11 日 15 時（日本時間、以下全て同様）から 12 日 18 時に、信楽（34.85°N、136.11°E）にて 3 時間ごとに計 10 回のラジオゾンデ観測を行った。データの鉛直分解能は約 10m、観測できる物理量は気圧、温度、水平風速、水平風の方向及び相対湿度である。また、静水圧平衡を仮定し、気圧と温度のデータからジオポテンシャル高度を求めた。この観測では、新しいタイプの、ラジオゾンデ (Vaisala 社 RS92-SGP) を用いた。その軽量さゆえに、観測高度範囲は平均約 36km までと、従来のラジオゾンデ観測では得られなかった中部成層圏のデータの取得に成功した。

図 1 に観測によって得られた南北風の鉛直プロファイルを示す。11 日 15、18 時のプロファイルの高度 34km 付近に、鉛直波長約 6km の波状構造が見られる。位相を追った点線の傾きから下向き位相速度は約 0.12m/s、周期は約 13 時間と見積もれる。以下、これを波 A と呼ぶ。また、12 日 12、15、18 時の高度 24km 付近にも、鉛直波長 2～3km の波状構造が見られる。波 A と同様に、周期は 17～24 時間と見積もれる。この波状構造を波 B と呼ぶ。

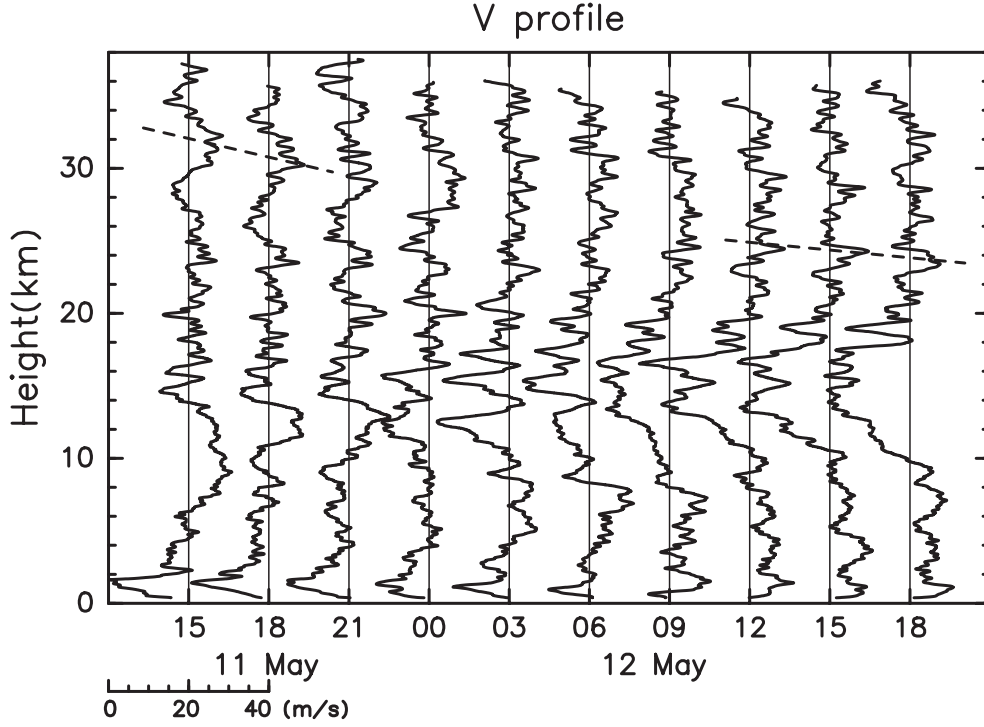


図 1: 観測で得られた南北風の鉛直プロファイル。破線は波 A、波 B の位相を追ったもの。

3. ホドグラフ解析

波 A、波 B のような成層圏に存在する鉛直波長数 km の波状構造は慣性重力波である可能性が高い。そこで、2 つの波を慣性重力波と仮定し、パラメータ推定のためにホドグラフ解析を行った。

線形論によれば、慣性重力波のホドグラフは楕円を描く。その楕円の長軸方向は波数ベクトルの方向を、ホドグラフの回転方向はエネルギーの鉛直伝播方向を表す。北半球では、高度とともに時計回り（反時計回り）に回転している場合、上向き（下向き）伝播である。また楕円の 1 周にかかる高度は鉛直波長である。 $\tilde{u}$ 、 $\tilde{v}$ はそれぞれ楕円の長軸、短軸方向の振幅、 f は慣性振動数とすると、重力波の固有振動数 $\hat{\omega}$ は、偏波関係式から

$$|\tilde{v}| = \left| \frac{f}{\hat{\omega}} \right| |\tilde{u}| \quad (1)$$

によって求められる。ただし、観測地点の緯度では $f = 8.33 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ である。

ブシネスク近似、一様な背景場のもとでは、慣性重力波の分散関係式は

$$\hat{\omega}^2 = \frac{f^2 m^2 + N^2(k^2 + l^2)}{k^2 + l^2 + m^2} \quad (2)$$

と表わされる。ここで、 N はブラント・ヴァイサラ振動数、 k 、 l 、 m は、それぞれ東西、南北、鉛直波数である。水平波数を $K (K^2 \equiv k^2 + l^2)$ とすると、静水圧近似のもとでは $K^2 \ll m^2$ であるから、

$$\hat{\omega}^2 = f^2 + \frac{N^2 K^2}{m^2} \quad (3)$$

と近似できる。 K を除く全ての変数はホドグラフから求められるため、(3) から K が推定できる。また、対地振動数 ω はドップラーの式

$$\omega = \hat{\omega} + UK \quad (4)$$

から推定できる。ここで U は水平波数ベクトルに平行な背景風成分である。

図2は波Aのホドグラフ（実線）とフィッティングによって得られた楕円（点線）である。波A成分は、11日15時の鉛直プロファイルから鉛直波長4km以上の成分をローパスフィルタで取り出し、これより高度30~37kmの範囲の風を最小二乗法を用いて線形にフィッティングしたものを背景風として取り除くことによって求めた。ホドグラフは高度とともに時計回りに回転しているため、波Aは上向きエネルギー伝播である。また鉛直波長は約6.0km、(1)および(3)から固有周期約10時間、水平波長約850kmと推定できる。水平伝播方向は 180° の任意性があり、北北西か南南東のどちらかである。北北西向きと仮定した場合、 $U = 0.98\text{m/s}$ 、(4)より対地周期は約11時間、水平対地位相速度は約23m/sと求められる。この対地周期は前節で時系列データから見積もられた周期とほぼ一致することから、波Aを慣性重力波とした仮定は妥当であったといえる。北北西向きであることは、次節で言うレイトレーシング解析によって確認される。

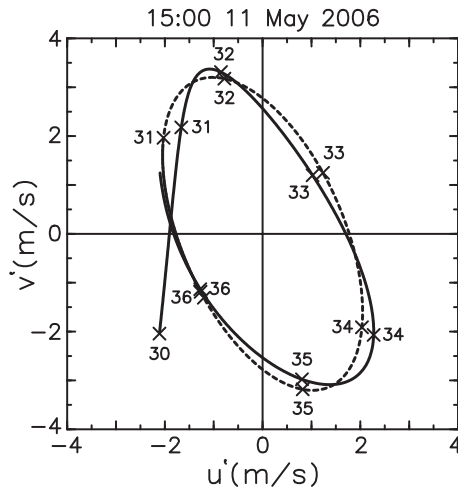


図2: 11日15時、高度範囲30~37kmの波Aのホドグラフ（実線）とフィッティングにより得られた楕円（点線）。数字は高度(km)を表す。

図3は波Bのホドグラフである。実線は12日12、15、18時の鉛直プロファイルからバンドパスフィルタを用いて鉛直波長1.5~4.5kmの成分を取り出したものである。最小二乗法を用いて楕円にフィッティングを行い、誤差が最小となるパラメータを求めると、鉛直波長は約2.6km、対地周期は約17時間となった。波Aと同様のパラメータ推定を行ったところ、上向きエネルギー伝播、固有周期は約17時間、水平波長は約900kmであった。水平伝播方向は、北北西と南南東のどちらかで、北北西向きと仮定すると、 $U = 0.57\text{m/s}$ 、対地周

期は約 21 時間、水平位相速度は約 15m/s と得られる。これら 2 つの独立な方法で求められる対地周期がほぼ一致することから、波 B も慣性重力波とした仮定は妥当であったと考えられる。波 A と同様に、レイトレーシング解析によって北北西向き伝播であることが確認される。

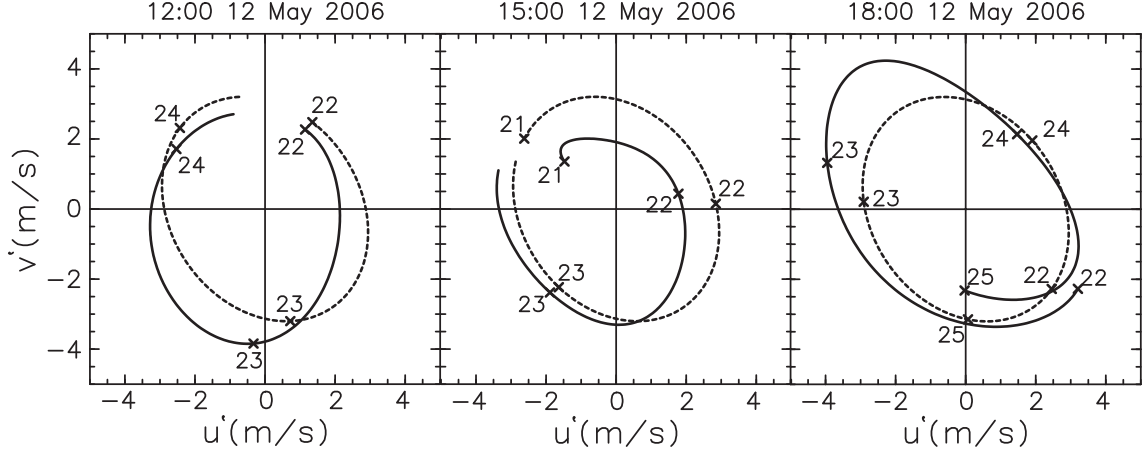


図 3: 左から 12 日 12、15、18 時の波 B のホドグラフ。線、数字は図 2 と同様。

4. レイトレーシング解析

4.1 レイトレーシングの原理

次に、2 つの慣性重力波の発生源を推定するため、レイトレーシング解析を行った。「レイ」は群速度 C_g で伝播する波束の軌跡として定義され、時刻 t での波束の位置 $X(t)$ は

$$\frac{d_g X(t)}{dt} = C_g = (C_{gx}, C_{gy}, C_{gz}) \equiv \left(\frac{\partial \omega}{\partial k}, \frac{\partial \omega}{\partial l}, \frac{\partial \omega}{\partial m} \right) \quad (5)$$

と表される。ここで

$$\frac{d_g}{dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + C_g \cdot \nabla \quad (6)$$

である。また、ドップラーの式 (4) は k 、 l と背景風の東西 ($\bar{u}$)、南北 ($\bar{v}$) 成分を用いると

$$\omega = \hat{\omega} + k\bar{u} + l\bar{v} \quad (7)$$

と書き直せる。

WKB 近似のもとでは、群速度と波数の時間変化の式は

$$(C_{gx}, C_{gy}, C_{gz}) = \left(\frac{k(N^2 - \hat{\omega}^2)}{\hat{\omega}(k^2 + l^2 + m^2)} + \bar{u}, \frac{l(N^2 - \hat{\omega}^2)}{\hat{\omega}(k^2 + l^2 + m^2)} + \bar{v}, \frac{m(f^2 - \hat{\omega}^2)}{\hat{\omega}(k^2 + l^2 + m^2)} \right) \quad (8)$$

$$\frac{d_g k}{dt} = -\frac{(k^2 + l^2)(N^2)_x}{2\hat{\omega}(k^2 + l^2 + m^2)} - k\bar{u}_x - l\bar{v}_x \quad (9)$$

$$\frac{d_g l}{dt} = -\frac{(k^2 + l^2)(N^2)_y}{2\hat{\omega}(k^2 + l^2 + m^2)} - k\bar{u}_y - l\bar{v}_y \quad (10)$$

$$\frac{d_g m}{dt} = -\frac{(k^2 + l^2)(N^2)_z}{2\hat{\omega}(k^2 + l^2 + m^2)} - k\bar{u}_z - l\bar{v}_z \quad (11)$$

と表せる (Marks and Eckermann, 1995)。重力波の波束の軌跡は各ステップ毎に (2)、(8) ~ (11) を用いて群速度を計算し、(5) で後方積分をすることによって得ることができる。なお、重力波の対地振動数は、各ステップで (2) と (7) を用いて計算している。

本研究では、時間ステップは 30 分とし、背景場として水平グリッド間隔 2.5°、時間間隔 6 時間の ECMWF (ヨーロッパ中期予報センター) 客観解析データを補間 (3 次元空間には線形補間、時間方向にはスプライン補間) して使用した。また初期値として前節で求められたパラメータを用いて計算した。

4.2 レイトレーシング解析の結果

図 4 (a)、(b) は、水平伝播方向を北北西と仮定した場合の、2 つの重力波の波束の軌跡の水平投影図、経度高度断面図である。2 つの重力波はともに 30°N、200hPa 付近を西から東へ蛇行しながら伝播したのち、日本の南で突如上昇し、信楽上空の観測点に到達したというよく似た特徴を持っていることがわかる。

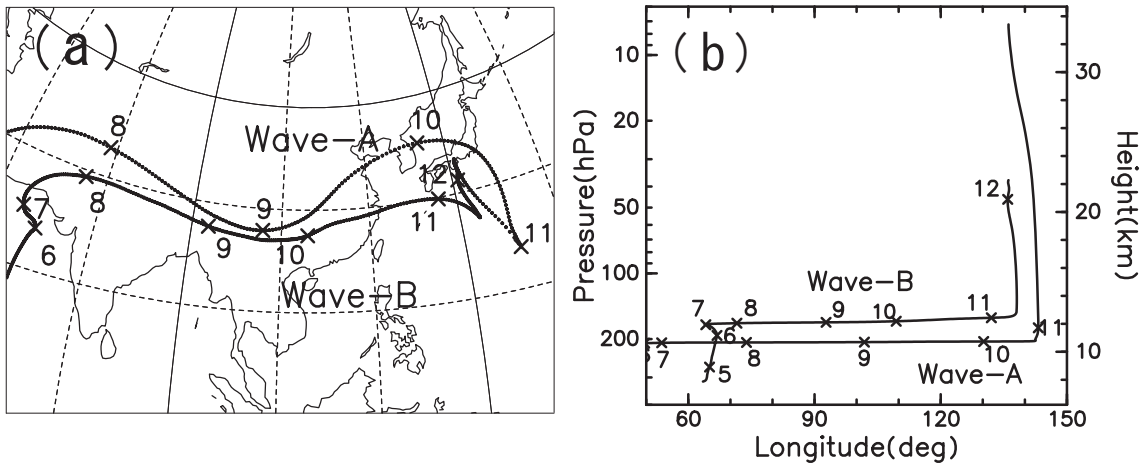


図 4: 水平伝播方向が北北西の場合の、2 つの重力波の波束の軌跡。(a) は水平投影図、(b) は経度高度断面図。数字は各日 0 時の位置を表す。

波束の軌跡の安定性を調べるために、初期値をホドグラフ解析の誤差の範囲で変化させたレイトレーシングも行ったが、波束の軌跡はほとんど変化しなかった (図略)。

4.3 発生メカニズムの推定

次に、発生メカニズムを推定するため、 $Ro \equiv |\zeta/f|$ (ζ は相対渦度) で定義されるローカルロスビー数 Ro を調べた。ローカルロスビー数は地衡風からのずれを表す無次元量の 1 つで、自発的調節過程による重力波発生指標となる (Yamamori and Sato, 2006、Sato and Yoshiki, 2008)。図 5 は波 A が存在していた高度の、各時刻における Ro 及び水平風速の水平分布図である。波 A は中緯度ジェットの内側、風速 30m/s 以上の領域を数日にわたり伝播

していることがわかる。また中緯度ジェットに沿って伝播している間、数日に亘り Ro の大きな領域を伝播している。

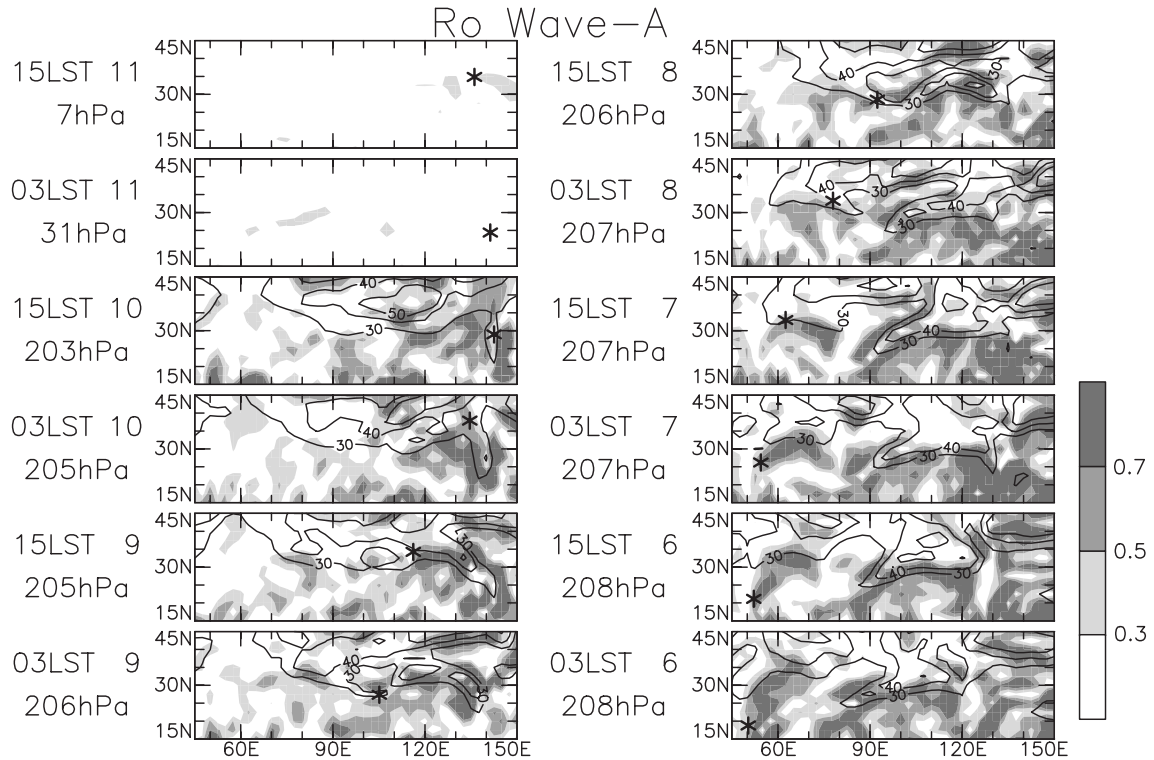


図 5: 波 A が存在していた高度の、各時刻におけるローカルロスビー数、水平風速の水平分布図。等値線は水平風速 (30m/s 以上、10m/s 毎)、陰影はローカルロスビー数。アスタリスクは各時刻の波 A の波束の位置を表す。水平伝播方向が北北西向きの場合。

1 節で述べたように、自発的調節過程の他にも重力波は対流、シア不安定、山岳などにより発生する。しかし、衛星雲画像を調べたところ、波 A の波束の軌跡上に組織的な対流活動は見られなかった。また、リチャードソン数を計算したところ、シア不安定を示す 0.25 以下の値はみられなかった (図略)。山岳波であれば、位相速度はほぼ 0m/s となるはずだが、これはホドグラフ解析の結果と矛盾する。したがって、波 A は自発的調節過程によって発生した可能性が高いと考えられる。

水平伝播方向が南南東と仮定した場合では、5 日間遡っても、波 A は重力波を励起する領域を通過することはなかった。したがって、波 A の水平伝播方向は北北西である可能性が高いと結論された。

波 B も、北北西向き伝播と仮定した場合、ローカルロスビー数の大きな領域を数日にわたって伝播していた。しかし、南南東向き伝播と仮定した場合は重力波を励起する領域を通過することはなかった。したがって、波 B も自発的調節過程によって発生し、水平伝播方向は北北西である可能性が高いと考えられる (図略)。

5. まとめ

2006年5月11、12日に信楽で3時間毎、合計10回のラジオゾンデ観測を行った。最大到達高度は平均で約36kmであり、中部成層圏を含む広い高度範囲のデータ取得に成功した。

観測期間中、中部成層圏に現れた2つの特徴的な波状構造に注目してホドグラフ解析を行った結果、それぞれの対地周期は約11、21時間、鉛直波長は約6.0、2.6km、水平波長は約850、900kmと推定された。エネルギーの鉛直伝播はともに上向きで、水平伝播方向は北北西向きの慣性重力波であると結論された。

また、2つの重力波に対してレイトレーシング解析を行った。その結果、ともに中緯度ジェット以南の南側、すなわち30°N、200hPa付近を西から東へ蛇行しながら伝播したのち、日本の南で突如上昇し、信楽上空の観測点に到達したというよく似た軌跡を辿っていたことがわかった。どちらもジェット付近を伝播している数日の間、ローカルロスビー数が大きな領域に存在していたことから、自発的調節過程によって発生した重力波である可能性が高いと結論された。

参考文献

- Guest, F. M., M. J. Reeder, C. J. Marks., and D. J. Karoly, 2000: Inertia-gravity waves observed in the lower stratosphere over Macquarie Island. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 737–752.
- Marks, C. J., and S. D. Eckermann, 1995: A three-dimensional nonhydrostatic ray-tracing model for gravity waves: Formulation and preliminary results for the middle atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1959–1984.
- O’Sullivan, D., and T. J. Dunkerton, 1995: Generation of inertia-gravity waves in a simulated life cycle of baroclinic instability. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3695–3716.
- Sato, K., 1994: A statistical study of the structure, saturation and sources of inertia-gravity waves in the lower stratosphere observed with the MU radar. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **56**, 755–774.
- Sato, K., and M. Yoshiki, 2008: Gravity wave generation around the polar vortex in the stratosphere revealed by 3-hourly radiosonde observations at Syowa Station. *J. Atmos. Sci.*, in press.
- Yamamori, M., and K. Sato, 2006: Characteristics of inertia gravity waves over the South Pacific as revealed by radiosonde observations. *J. Geophys. Res.*, **111**, D16110, doi:10.1029/2005JD006861.